

Über die Entstehung glazialer Felsformen.

Von

R. STREIFF-BECKER (Zürich).

(Mit 4 Abbildungen im Text.)

(Als Manuskript eingegangen am 11. März 1941.)

Die Messungen der Zürcher Gletscherkommission, von welchen R. BILLWILLER alljährlich in dieser Zeitschrift berichtet, haben im Gebiet des Claridenfirns zu Ergebnissen geführt, welche eine neue Erklärung der Entstehung gewisser glazialer Felsformen erlauben. In der Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XXVI, 1938, hat der Verfasser in seiner Abhandlung «Zur Dynamik des Firneises» die Gründe dargelegt, welche ihn zur Annahme zwingen, dass im Firngebiet die Zone grösster Fliessbewegung des Eises nicht nahe der Oberfläche angenommen werden darf, sondern in den bodennahen Schichten zu suchen ist. Es sei an dieser Stelle nur kurz wiederholt, dass an unserem fixen Messpunkt in 2900 m Meereshöhe mitten auf dem Claridenfirn im Zeitraum von über 20 Jahren ein mittlerer Firnzuwachs von 3,167 m konstatiert wurde, ferner eine jährliche Abwanderung talwärts im Betrage von 14 Metern. Da das Einzugsgebiet bergwärts vom Fixpunkt 1 089 200 m² beträgt, ergibt die Rechnung einen Gesamtfirnüberschuss von 3 449 500 m³ per Jahr. Dieses Quantum wird durch den folgenden Winterschnee vor weiterer Abschmelzung oder Verdunstung geschützt und muss unbedingt durch den Querschnitt unter dem Fixpunkt abfliessen, soll dessen Niveau nicht himmelwärts anwachsen. Vom Querschnitt ist die Breite genau bekannt, die Tiefe annähernd berechnet aus der Differenz zwischen den Höhenquoten des Fixpunktes oben und des Oberrandes der Felswand unterhalb, über welche der Firn in breiter Front zur Geissbützi abbricht. Der Querschnitt beträgt darnach 68 000 m², was bei 14 m jährlicher Abwanderung ein Durchflussquantum von nur

952 000 m³ ergibt, anstatt der erforderlichen mehr als drei Millionen, wobei erst noch zu berücksichtigen ist, dass die Fließgeschwindigkeit gegen die Ufer hin wegen der Reibung viel geringer sein wird. Auch bei Annahme einer unwahrscheinlich grösseren Eistiefe bleibt das Resultat immer noch so, dass eine viel schnellere Eisbewegung in der Tiefe des Firnbeckens angenommen werden muss, als oberflächlich zu konstatieren ist. Zu dem gleichen Schluss zwingt uns auch die Überlegung angesichts folgender Tatsachen:

1. In den höheren Lagen eines Gletschergebietes fällt die grösste meteorische Niederschlagsmenge, und dazu entsprechend der Höhenlage vorwiegend in Schneeform.
2. Dazu kommen bedeutende Mengen von Lawinenschnee von der Felsumrahmung und Zuwehung durch Wind.
3. Wir haben in diesem Gebiet bei niedrigsten Temperaturen im Jahresgang zugleich die kürzeste Ablationszeit.

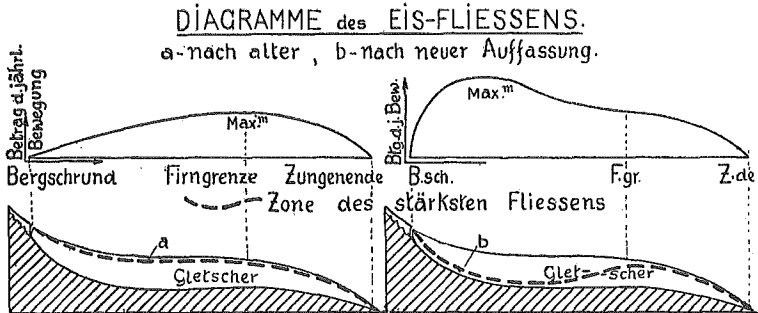


Abb. 1

Trotzdem diese Tatsachen zusammen den maximalen Firnüberschuss im obersten Teil des Firnbeckens bedingen, sehen wir den Firn nicht himmelwärts anwachsen, sondern konstatieren im Gegenteil innerhalb einer Felsumrahmung eine Firnsenke und bei einer felsfreien Firnhaube ein Gleichbleiben der Gipfelhöhe unter radialem Abfluss des Eises. An der Oberfläche gemessen ist die Bewegungsgrösse am Ort der grössten Akkumulation noch sehr gering, erreicht erst viel weiter unten, ungefähr an der Firnngrenze ihr Maximum und ist am Gletscherende wieder beim Wert Null angelangt. Wenn man die Länge eines Gletschers graphisch in der Abszisse aufträgt, die Fließgeschwindigkeit für jedes Wegstück als Ordinate, so erhält man nach der bisher gültigen Ansicht ein Dia-

gramm, wie es in Abb. 1a schematisch dargestellt ist. Die Linie, welche im Längsschnitt des Gletschers die Orte grösster Fliessbewegung verbindet, verläuft hier parallel und nahe der Oberfläche. Nach obigen Ergebnissen stimmt das nun im Firngebiet nicht. Wir müssen heute vielmehr annehmen, dass da die grösste Beweglichkeit sohlennahe vorhanden ist, wie es das Diagramm Abb. 1b veranschaulicht, und erst im Gebiet der Gletscherzunge gegen die Oberfläche steigt.

Im Verlauf eines langen Gletschers taucht die Linie grösster Eisesgeschwindigkeit an den Orten wieder in tieferliegende Schichten hinab, wo durch Eisstauung der Schweredruck so stark zunimmt, dass unten das Eis wieder plastischer, fliessfähiger wird (Abb. 3). Über die Mechanik des Eisfliessens herrschte bis anhin keine klare Ansicht. Der Verfasser nimmt auf Grund seiner Gletscherstudien an, dass die Fliessbewegung des körnigen Firn- und Gletschereises identisch ist mit der Bewegung in einem technischen Silo, wo die Körner ganz trockener Materialien wie z. B. Getreide, Sand, Schotter usw. unter Differenzialbewegungen absinken. Im Firngebiet erfolgt bergwärts die kontinuierliche Aufschüttung von Schnee, wogegen talwärts im Gebiet der Gletscherzunge durch die sommerliche Ablation die Entlastung stattfindet, wobei in diesem «Firnsilo» die Beweglichkeit der Körner innerhalb der Masse durch vorkommendes Schmelzwasser noch erhöht wird. Der Schweredruck und der konstant wirkende Erdwärmestrom unter dem Schutz eines genügend dicken Firnmantels bewirken, dass innerhalb dieser Firnmasse eine konstante Temperatur von \pm Null Grad Celsius herrscht und infolgedessen genügend Feuchtigkeit vorhanden ist, um die Reibung zwischen den absinkenden Firnkörnern auf ein Minimum herabzusetzen.

Die neue Erkenntnis ¹⁾, dass die Zonen grösster Eisbewegung nicht immer oberflächennahe verlaufen, erlaubt nun die Beantwortung vieler alter Streitfragen. Der Verfasser versucht hier die vier folgenden zu beantworten:

1. Wie sind die Karmulden mit ihren Schliffornen zu erklären?
2. Wie kommt es, dass am äusseren Rand einer Talstufe so häufig ein erhöhter Felsriegel vorkommt, taleinwärts dagegen eine muldenförmige Einsenkung mit einem See oder Sumpf oder einer Kiesebene?

¹⁾ R. STREIFF-BECKER: «Glarner Gletscherstudien» Mitteilg. Nat. Ges. Glarus, 1939, Heft VI.

Derselbe: «Über Firn und Gletscher» in «Die Alpen» des S.A.C. 1940, Heft 9.

3. Wie ist der ziemlich häufige Felsvorbau am Ausgang von Seitentälern zu erklären?
4. Wie denken wir uns das Zustandekommen der Rundhöckerfluren?

(Wenn wir hier und im Folgenden von «Eisgeschwindigkeit» reden, so ist dieser Begriff stets relativ zu werten; in Wirklichkeit ist die gleitende und rollende Bewegung der Eiskörner neben- und übereinander eine äusserst langsame.)

Im Mai 1934 entdeckten wir die neuartige Tatsache, dass unsere Meßstange vom Fixpunkt 2900 m seit Ende September 1933 schon 11,7 m talwärts gewandert war, bis zum Herbst 1934 dann nur noch 2,5 m, also gerade noch das Fehlende zur Erreichung des langjährigen Mittelwertes von 14 Metern. Bisher war in der Gletscherkunde nur bekannt, dass die Gletscher im Winter höchstens etwa Anschwellungen der Gletscherzungen erkennen lassen, im allgemeinen jedoch an den Enden und Rändern festgefroren sind, und erst gegen den Sommer hin die grössten Eisbewegungen stattfinden. Das Firngebiet wurde kaum beachtet. Obige und spätere Messungen am Claridenfirn liessen nun vermuten, dass das Eis im Firngebiet in der Tiefe in einem konstant plastisch-labilen Zustande sich befinde, der auf jede Belastungsänderung reagieren werde. Das Firneis der Tiefe wird durch das Gewicht des winterlichen Schneezuwachses in stärkeren Fluss geraten, der jedoch rasch wieder nachlässt, wenn die sommerliche Ablation eine Entlastung bringt. Die neueste Messung, am 13. März 1941 durch Hüttenwart Fritz Legler ausgeführt, hat wieder eine volle Bestätigung der winterlichen Bewegung gebracht. Die Meßstange ist seit dem 19. Oktober 1940, dem Datum der Aufrihtung im Fixpunkt, schon 6,82 m talwärts gewandert als Folge der Belastung durch 3,5 m Neuschnee, zur Hauptsache gefallen Mitte Dezember 1940.

I. Die Karmulde.

Zur Bildung einer Karmulde muss vor dem Herannahen einer Vereisung eine Vertiefung im Bergkörper vorhanden gewesen sein, in welcher sich Schnee, den Sommer überdauernd, ablagern konnte. Mit der Erreichung einer gewissen Höhe der akkumulierten Schneeschichten setzen die Bedingungen zur Abwärtsbewegung des Firnes ein: Verdichtung, Schweredruck, Aufheizung von unten durch die Erdwärme bis zur Erreichung von $\pm 0^{\circ}$ C, Schmelzfeuchtigkeit in

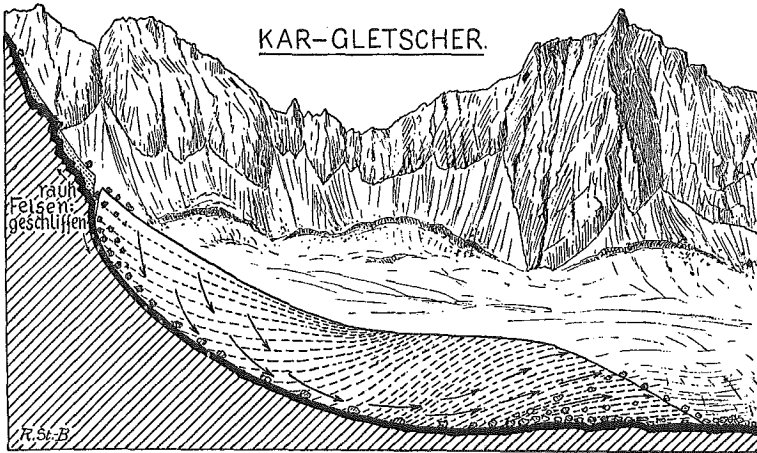


Abb. 2

den tieferen Schichten, Ausweichen der beweglich gewordenen Firnkörner in der Richtung des geringsten Widerstandes, d. h. also talwärts. Diesem folgt das Aufreissen des Bergschrun des da, wo das Gleiten an der Felssohle beginnt. Die keilförmigen Akkumulationschichten sinken so abwärts, dass man sich den Mittelpunkt der drehenden Bewegung hoch über der Mitte der Firnmulde zu denken hat, wo die Schichten dünner und steiler sind, während die dickeren Schichtköpfe an der sphärischen Fläche der Muldensohle entlang schleifen, wie es Abb. 2 darzustellen versucht. Durch die Drehbewegung werden die oben flachliegenden Schichten ausgewalzt und steil gestellt. Die beim Bergschrund durch Lawinen und Stein Schlag steckengebliebenen scharfkantigen Gesteine der Felsumrahmung schürfen kräftig den Untergrund oder werden selbst abgeschliffen und geschrammt. Bei Ankunft im flacheren Teil der Muldensohle verlangsamt sich die Bewegung und verteilt sich auf höhere Stockwerke, weil das Sohlengefälle geringer ist, durch verstärkte Ablation die Firndicke und damit der Schweredruck abnimmt und reichlicheres Schmelzwasser die Beweglichkeit der oberflächennahen Firnschichten erhöht. Weil die Linie grösserer Beweglichkeit nach oben steigt und die Geschwindigkeit an der Sohle abnimmt, rücken die schürfenden Grundmoränensteine zusammen, wirken bremsend, bei überreichlichem Gesteinmaterial so sehr, dass die untersten Schichten zum Stillstand kommen, oder die oberen sich von den unteren abscheren. Der Felsboden unter diesen Endschichten wird nur noch wenig, bis gar nicht mehr, angegriffen,

während bergwärts die Ausschürfung weiter vor sich geht. Beim Bergschrund oben, jener charakteristischen Spalte, welche oft in prachtvollen Girlandenbögen die Karmulden zieren, ist die Grenze, wo der untere angeschliffene Felsen als deutliche Wandstufe vom oberen rauhen Felsen absticht, auf welchem der höher liegende Firnschnee festgefroren haftet.

II. Der Felsriegel.

Am Ausgang von Seitentälern, welche mit einem schroffen Gefällsknick hoch über dem Boden eines Haupttales in dieses einmünden, beobachten wir sehr häufig einen erhöhten, oft auch rundgeschliffenen Felsbuckel, welcher gleichsam das Tal abriegelt und

RIEGEL-BILDUNG über einer TALSTUFE.

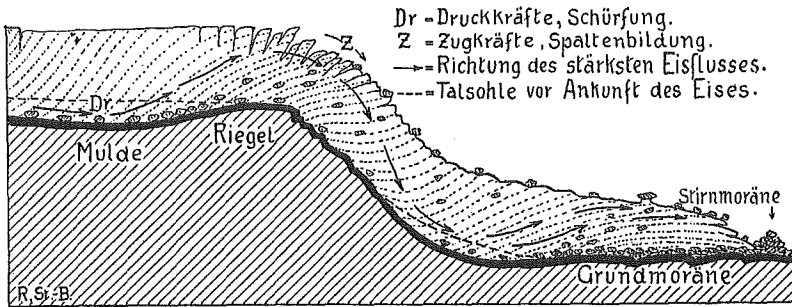


Abb. 3

dem Staudamm bauenden Ingenieur ein verlockendes Objekt bildet. Taleinwärts folgt eine Einmündung, in welcher ein kleiner See glänzt, oder ein Sumpf die Botaniker und Biologen erfreut, oder eine spärlich bewachsene Kiesebene sich ausbreitet, durch welche ein Bach seine Mäander zieht. Diese Felsriegel sind schon seit langem Gegenstand der Untersuchung und die Literatur darüber ist so gross und bekannt, dass eine neue Aufzählung hier überflüssig erscheint. Da man über die Entstehung dieser Riegel heute noch geteilter Meinung ist, kann es nicht schaden, wenn der Verfasser hier auch seine Ansicht zur Diskussion stellt.

Die schon im vorhergehenden Abschnitt erwähnte neue Erkenntnis, dass die stärkste Eisbewegung im Firngebiet unten durch geht, und auch im Gletscherzungegebiet, je nach den örtlichen Gegebenheiten, innerhalb des Eiskörpers bald in der Sohlennähe, bald

längs der Oberfläche oder auch seitlich ausweichend verläuft, hat sich als fruchtbar zur Klärung vieler Fragen erwiesen. Auf Grund meiner Erfahrungen und Beobachtungen an zahlreichen Gletschern der Alpen habe ich die Abb. 3 gezeichnet, welche vielleicht mehr aussagt als viele Worte. Wenn ein dicker Eisstrom über eine flache Talstrecke fliesst, werden die untersten Schichten des Eiskörpers auf Druck beansprucht. Die körnige Masse wird unten, wie beim Firn, am fliessfähigsten (als Ganzes genommen: plastisch) sein. Gelangt der Gletscher zum Steilabfall, so wird der Eiskörper auf Biegung beansprucht, d. h. die peripheren Schichten erleiden Zugkräfte, die inneren Schichten Druckkräfte. Oben muss die Geschwindigkeit, schon wegen dem grösseren Weg beschleunigt werden, es kommt dort zu Zerreissungen, zur Spaltenbildung. An der Felssohle häuft sich das Grundmoränenmaterial bei abnehmender Eischwindigkeit an. Die Summe aller Reibungswiderstände dieser Gesteine übersteigt dann den Wert der inneren Reibung zwischen den Gletscherkörnern in der Eismasse, welche den Weg des geringsten Widerstandes suchend, nach oben drängt, wo auch reichliches Schmelzwasser das Eisfliessen begünstigt. So kommt es, dass der Felsboden am äussersten Rande des Tales nur schwach angeschliffen wird, während taleinwärts, wo der schnellere Eisgang noch unten durch geht, die Abschürfung kräftig fort dauert und eine Felschüssel entsteht. Der Gletscherbach sägt sich indessen unbekümmert durch den Riegel seine Schluchten, deren Ränder und Kanten durch das Eis abgerundet werden. Im Luv steigt der Riegel sanft an, im Lee zeigt er oft rauhe Stellen, wo das Eis Felsstücke abgesplittert hat.

III. Der Felsvorbau.

In Petermanns Mitteilungen 1934, Erg. Heft 218, beschreibt O. FLÜCKIGER in seiner ausgezeichneten Abhandlung «Glaziale Felsformen» u. a. auch die Felsvorbaue, welche am Ausgang gewisser Seitentäler als glazialüberformte Bastionen aus dem Hang des Haupttales gegen dieses vorspringen. O. FLÜCKIGER hat sie als erster erkannt, in der erwähnten Arbeit beschrieben und durch schöne, instruktive Bilder belegt. Das eindrucksvollste Beispiel ist wohl dasjenige des Felsvorbaues am Ausgang des Trienttales. Die wichtigste Ursache dieser Talbildung glaubt FLÜCKIGER darin zu erblicken, «dass der einmündende Seitengletscher den Hauptgletscher an die gegenüberliegende Talseite drängte. Daneben habe

auch das Umbiegen des Hauptgletschers am Knie von Martigny in einer steifen Serpentine die Bildung des Vorbaues erleichtert. Dem ersten Argument kann ich weniger zustimmen, weil ich in der Natur bisher sehen konnte, dass ein kleiner Gletscher vom grösseren einfach «an die Wand gedrückt» wird, oder dass bei annähernd gleicher Grösse beide Gletscher ziemlich friedlich sich in den Raum des vorhandenen Bettes teilen. Dem zweiten Argument FLÜCKIGER's messe ich grössere Bedeutung bei. Beim Umbiegen eines Gletschers kommen im Inneren des Eiskörpers jene Strömungslinien zur Geltung, wie ich sie weiter oben schon geschildert habe. Was die Abb. 3 zur Bildung eines Riegels im Vertikalschnitt veranschaulicht, kann ebensogut im Horizontalschnitt zur Bildung des Felsvorbaues Geltung haben. Die Linie grösster Eisgeschwindigkeit verläuft nicht in der Mittellinie des Eisstromes, sondern geht den Weg des geringsten Widerstandes. Das strömende Eis schürft da am meisten, wo es am schnellsten fliesst, wobei eine mittelstarke Gesteinsführung das Maximum der Schürfung ermöglicht, eine geringe Schuttführung wenig wirksam ist, eine allzureichliche die Schürfung verhindert. Wo nicht das Umbiegen eines Gletscherstromes die Ursache des Felsvorbaues ist, kann ein anderer Umstand einen solchen bewirken. Wenn nämlich im Winkel, wo zwei schuttreiche Gletscher zusammentreffen, ein überreiches Moränenmaterial vorhanden ist, muss dasselbe eintreten, wie unter einer schuttreichen Gletscherzunge. Die Reibung am Felshang wird in diesem Falle zu gross, der Schutt bleibt stecken, das Eis drängt plastisch zur Seite und verschont den schuttgeschützten Berghang dahinter.

IV. Die Rundhöckerflur.

Die Rundhöcker, in der Fachliteratur auch als «roches moutonnées» bekannt, stehen meiner Ansicht nach nicht in direkter Abhängigkeit von der Wirksamkeit des Eisflusses. Wenn der Verfasser die Rundhöckerflur dennoch in diesem Aufsatz erwähnt, so geschieht das, weil sie indirekt mit dem Eis Beziehung hat und häufig in Verbindung mit den Felsriegeln vorkommt. Über die Entstehung sind sich die Fachleute noch nicht einig. In der schon erwähnten Abhandlung «Glaziale Felsformen» nennt O. FLÜCKIGER auf S. 20 neben anderen Ursachen die Möglichkeit, dass «auf flachem Felsboden ein Netzwerk von Wasserrinnen zum Anfang Furchen eintiefte; dass dann das vorrückende Eis diese aufpflügte und zu Felschüsseln umwandelte». Er sagt weiter, dass diese Möglichkeit

nicht von der Hand zu weisen sei, glaubt aber doch diesen Gedanken verlassen zu müssen und sucht die Ursache in einer Wellenbewegung des Eisfliessens. Ein Wellengang im Gletscherkörper wurde zwar schon beobachtet, aber nur in Grossformen und durchgehend vom Firngebiet bis zur Gletscherzunge. Unabhängig von O. FLÜCKIGER kam ich zum Gedanken vom «Netzwerk der Wasserrinnen» schon auf Grund der Beobachtung, dass die Rundhöckerfluren sowie auch die Felder mit Drumlins fast ausschliesslich dort vorkommen, wo das Eis flach ausgebreitet dahinfluss. Findet ein herankommender Gletscher auf flachem Gelände bereits ein verzweigtes Netz von Wasserrinnen vor, so ist die nachfolgende Ausbildung von Rundhöckern leicht möglich und wahrscheinlich. Ein Gletscher kann solche aber auch neu schaffen, weil er auf flachem Gelände sich ausbreitet, die Eisdicke, somit auch die Eisgeschwindigkeit abnimmt, die Grundmoräne sich anhäuft und zwischen dem plumpen Eiskörper und dem Felsboden wenig Spielraum für die Schmelzwasser verbleibt. Stetig fliessendes Wasser erodiert wenig, stossweise Wasserfluten dagegen sehr stark. Während den Zeiten geringer Schmelztätigkeit (im Winter, des Nachts) schmiegt sich das plastische Eis den Bodenformen weitgehend an. Das subglaziale Wasser füllt seine Durchgangskanäle so ziemlich aus. Nun kommt die Zeit der sommerlichen Abschmelzung und damit treten die täglich pulsierenden Hochfluten ein, für welche nicht plötzlich Platz genug vorhanden ist. Das Wasser muss sich nach allen Seiten neue Kanäle wühlen, in welchen oft hoher Druck herrscht und die mitgeführten Steine kräftig tiefer scheuern. Kommt zum vielen Schmelzwasser eines heissen Tages das übliche Nachmittagsgewitter hinzu, dann ist die Flut doppelt wirksam. Die Mäander der subglazialen Bäche vereinigen sich zu einem Netzwerk, das sich mit der Zeit immer mehr vertieft. Haben die Kanäle eine grössere Tiefe erreicht, sinkt das Eis plastisch nach, schürft die scharfen Kanalränder weg, weitet und formt so die typischen Rundhöcker, zuweilen auch nur einen einzelnen Inselberg heraus. Ähnlich denke ich mir die Bildung der aus Schottern bestehenden Drumlins da, wo ein Gletscher auf flachem Gelände riesige Schuttmassen selbst abgelagert oder beim Vorstoss vorgefunden hat. Ich glaube daher, dass die von O. FLÜCKIGER zuerst geäusserte Ansicht die richtigere ist, jedoch nicht nur dann Geltung hat, wenn das Netzwerk der Wasserrinnen vor Ankunft des Eises schon da war, sondern auch Geltung haben wird, wenn der Gletscher auf flachem Gelände die subglazialen Wasser zwingt, ein verzweigtes Rinnennetz zu bilden.

Alljährlich wiederholt sich der Vorgang: Während der kälteren Jahreszeit Verengung der subglazialen Rinnen entsprechend dem kleiner gewordenen Wasservolumen und dem Niedersinken des plastischen, schleifenden Eises; in der warmen Jahreszeit gewalt-same Erweiterung und Vertiefung der alten Rinnen durch die plötzlichen Schmelz- und Regenfluten.

V. Schlussfolgerungen.

Ein Gletscher hat schon von seiner Geburtsstätte an die Tendenz, den Untergrund wellenförmig zu gestalten. Auf seinem Weg talwärts fährt er fort, vorgefundene Mulden zu vertiefen, Riegel dagegen zu schonen. Wo ein Hindernis seinen Lauf hemmt oder ein plötzlicher Gefällsknick vorkommt, schürft er sich oberhalb dieser

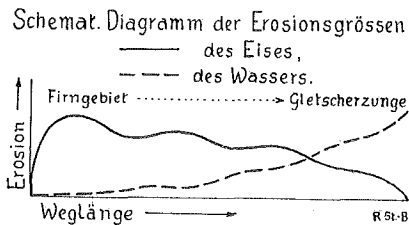


Abb. 4

Stellen eine Mulde aus, wo er sich dagegen flach ausbreitet, zwingt er den Gletscherbach, die hauptsächlichste Bearbeitung seines Bettes zu leisten. Die Gletschererosion hängt stark vom Härtegrad des Untergrundes und der schürfenden Gesteine ab, in erster Linie jedoch vom Volumen der Geschiebeführung. Übersteigt dieses ein gewisses Mass, kann jede Schürfung unterbleiben.

Die erodierende Tätigkeit des subglazialen Wassers ist im Firngebiet am geringsten, nimmt talabwärts in steigendem Masse zu, schreibt vielfach dem Gletscher den Weg vor und formt den Untergrund dort noch energisch, wo der Gletscher zu schürfen aufgehört hat.